

KŐBE ZÁRT IDŐ – GEOLÓGIAI KORMEGHATÁROZÁS

Haas János Árkai Péter

az földtudomány doktora, kutatócsoport-vezető,
MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai
és Űrtudományi Kutatócsoport
haas@ludens.elte.hu

az MTA rendes tagja, kutatóprofesszor,
MTA Geokémiai Kutatóintézet
arkai@geochem.hu

Császár Géza Vörös Attila

az MTA doktora, egyetemi magántanár,
ELTE Regionális Földtani Tanszék
csaszar@mafi.hu

az MTA levelező tagja, kutatócsoport-vezető,
MTA–MTM Paleontológiai Kutatócsoport
voros@nhmus.hu

Bevezetés

A geológia történeti természettudomány. A kőzet, illetve a különféle, egymással genetikai kapcsolatban lévő kőzetekből felépülő kőzettest térbeli (háromdimenziós) objektum. A geológust azonban a kőzetek, kőzettetek kialakulása, keletkezésének folyamatai is érdeklik. Itt lép be a képbe a 4. dimenzió, az idő, amelynek döntő jelentősége van a geológiai jelenségek, folyamatok megértésében. Ez a geológia tudományterületének talán legjellemzőbb sajátossága. A kőzetek rendkívül sok információt hordoznak a régmúltról. Azt mondhatjuk, hogy szinte kizárólag a kőzetekben lelhetők fel a Föld történetének és a Földön kialakult élet fejlődésének tárgyi bizonyítékai.

Mai ismereteink szerint a Föld története mintegy 4,6 milliárd évet fog át. Olyan hatalmas időtartamról van szó, amely emberi mértékkel szinte felfoghatatlan. A régészek

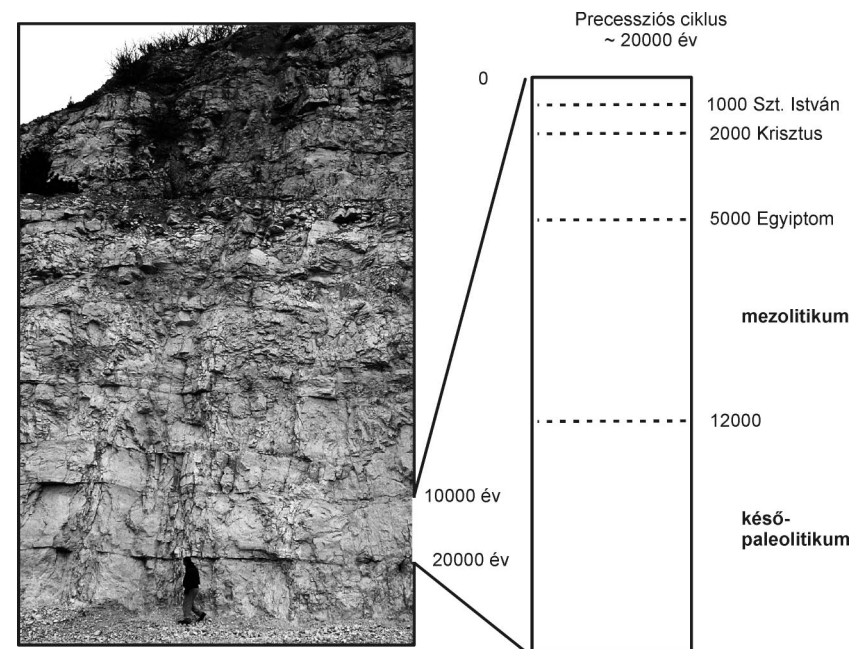
joggal hivatkoznak arra, hogy a mezopotámiai vagy egyiptomi kultúra kezdetei is alig elképzelhető időtávlatra, mintegy ötezer évre nyúlnak vissza. Hogyan lehetne felfoghatóvá tenni akkor a földtörténet millió, tízmillió, százmillió vagy milliárd éves időtávlatait? Az *I. ábrán* a földtörténet középkorának triász időszakában, mintegy 200 millió éve lerakódott mészkő látható. A rétegsorban trópusi klímájú tengerparti síkságon keletkezett és sekélytengerben lerakódott rétegek váltakoznak, ami a tengerszint periodikus változására utal. Mai ismereteink szerint ez a tengerszint-változás a Föld pályaelemeinek periodikus változásaival áll összefüggésben, és a húsz ezer éves precessziós ciklusnak feleltethető meg. Így tehát egyetlen, kb. két méter vastagságú üledékciklus képződésének időtartamába bőven elfér az emberi civilizáció egész története, hiszen húsz ezer éve még a jégkorszak utolsó eljegesedési szakasza, a késő paleolitikum tartott. Az első nagy kultúrák kialakul-

lásával az írott történelem mintegy ötezer éve kezdődött, ami egyetlen ciklus felső negyedének, mintegy fél méteres szakaszának felel meg. A magyar államalapítás óta csak 10 cm üledék képződött volna a trópusi tengerben, jóllehet az átlagosnál gyorsabban felhalmozódó üledékes közeletről van szó. A Bakony, a Gerecse vagy a Budai-hegység jelentős részét sok száz ilyen üledékciklus közei építik fel, 2–3 kilométer vastagságban, melyek mintegy húszmillió év alatt keletkeztek. Ha nem változtak volna az üledékképződés feltételei az azóta eltelt mintegy 200 millió évben – ami természetesen abszurd feltételezés – akkor 20–30 kilométeres kőzetoszlop keletkezhetett volna máig. És a triász időszak már a földtörténet viszonylag késői szakasza, azóta „csupán” kétszer százmillió év, nem pedig milliárd évek teltek el.

A geológiai időmeghatározás kezdetei

Nem mindig gondolkodtak ilyen hatalmas időtávlatokban a Föld korát és történetét illetően. Hosszú ideig, egészen a XVII. század közepéig, a felvilágosodás koráig kizárólag a *Biblia* tanai adtak támpontot a kezdeteket illetően. AXVI. században a hírneves ír tudós teológus, James Ussher anglikán érsek a *Biblia* gondos tanulmányozása alapján arra a következtetésre jutott, hogy a teremtés Krisztus születése előtt 4004. október 23-án, szűrküvetkor történt. Mások számításai némileg eltérő eredményre vezettek, de kétségtelen, hogy az Írás szerint a teremtés hat napja mintegy hatezer évvel ezelőttre tehető.

Már az ókori, kolofoni Xenophanes, majd jóval később a XV. század végén a reneszánsz minden tekintetben zseniális polihisztor,



I. ábra • A dachsteini mészkő üledékciklusai egy gerecsei kőfejtőben. Egy ciklus kb. 20 ezer év alatt keletkezett. Ez többszöröse annak, amit az emberiség írott történelme képvisel.

Leonardo da Vinci felismerte, hogy tengeri állatok vázai találhatóak a tengerektől távoli hegységek kőzeteiben, és azokat ősi tengerek nyomaként értékelték. Nicholas Steno 1669-ben a rétegzett kőzeteket tanulmányozva arra a következtetésre jutott, hogy a rétegsorban mélyebben lévő rétegek korábban keletkeztek, mint a felettük találhatóak. Ezzel megalakította a szuperpozíció törvényét, amit ma a rétegtan első alaptörvényének is neveznek.

Georges Buffon, akit a XVIII. század legnagyobb természetbúvárának tartanak, és a francia felvilágosodás kiemelkedő képviselője volt, kétségbevitte azt, hogy a Párizsi-medence sok ezer méter vastag, tengeri állatok vázait nagy tömegben tartalmazó rétegei a bibliai vízözön néhány hónapja alatt rakódhattak volna le. Úgy vélte, hogy a Föld korát egy hasonló méretű vasgolyó lehűléséhez szükséges idő kiszámításával lehet megközelíteni, és ezt az időt 1749-ben kiadott *A Föld elmélete* című művében 74 834 évben határozta meg.

A geológián belül a kőzetek tér és időbeli kapcsolatával a rétegtan (sztratigráfia) tudományága foglalkozik. Az angol William Smith-t tekintik a rétegtan atyjának. Smith csatornaépítő mérnök volt, aki munkája közben, már a XVIII. század végén felismerte, hogy az egymást követő rétegeknek nem csupán sajátos kőzettani jellegei vannak, de ősmaradványaik is eltérőek, és e tulajdonságaik alapján akár nagy távolságban lévő rétegeket is azonosítani lehet. Az egyes rétegek, rétegcsoportok helyzetét térképen is rögzítette.

Buffon tanítványa volt a XIX. század kezdetének két kiemelkedő francia paleontológusa, Jean-Baptiste Lamarck és Georges Cuvier, akik az élővilág történetét illetően merőben különböző nézeteket vallottak. Lamarck munkáiban az élővilágnak a kör-

nyezeti változások miatt lassan, fokozatosan végbement fejlődését hirdette, és úgy gondolta, hogy ez év százmilliók alatt történhetett. 1802-ben megjelent dolgozatában a legősibb tengeri üledékek korát 900 millió évesre becsülte. A Lamarcknál huszonöt évvel fiatalabb Cuvier fixista, azaz a fajok változatlanóságának híve volt. Azt az akkor már jól ismert ténytet, hogy egymás felett következő rétegcsoportok fosszíliaegyüttese különböző, természeti katasztrófákkal magyarázta. Úgy vélte, hogy e katasztrófák során az élővilág elvándorol egy területről, majd a vész elmúltával máshonnan, más alakok vándorolnak be oda. Követői azt is feltételezték, hogy a katasztrófák utáni újratemetésekkel népesült be ismét a Föld.

A XIX. század első felében – azaz Cuvier munkásságával egyidőben – alapvetően katasztrofista szemlélettel kísérelték meg a földtörténet nagyobb egységekre, időszakokra tagolását. Az 1820–1840 közötti években vezették be a máig érvényben lévő geológiai időszakok jelentős részét (például: szilur, devon, triász, jura stb.). 1841-ben John Phillips vetette fel az ősi állatvilág fejlettségén alapuló tagolást, megalkotva a paleozoikum, mezozoikum, kainozoikum fogalmát. A földtörténet e fő fejezeteinek határainál olyan markáns változás lép fel az ősmaradvány-együttesekben, hogy az már a rétegtan korai művelői számára is feltűnt, és kutatási adatok tömege alapján, ma is úgy véljük, hogy a földtörténet legnagyobb kihalásait, valódi katasztrófáit tükrözik.

A paleontológusok és a rétegtan kutatóinak szemléletében Charles Darwin 1838-ban felismert és 1859-ban közzétett evolúciós tanai hoztak alapvető fordulatot. Maga Darwin az evolúció sebességének becslése alapján arra következtetett, hogy a kainozoikum

kezdeté 300 millió évvel ezelőtt lehetett. Úgy vélte, hogy ennyi idő alatt alakulhattak át az akkori fajok a maiakká. A jelenlegi megbízható ismeretek szerint 65 millió évvel ezelőtt kezdődött a kainozoikum. Darwin tehát a valóságosnál jóval lassúbb evolúciós tempót tételezett fel. Kétségtelen, hogy a radioaktivitáson alapuló kormeghatározás felismerése előtt rendkívül nehéz volt reális becsléseket adni a Föld, illetve az egyes kőzetek korára vonatkozóan. Ennek tudatában nagy elismeréssel kell adóznunk a XIX. századi magyar geológia kiemelkedő tudósának, Szabó Józsefnek, aki 1893-ban üledéktani alapú levelet adott közre a rétegzett kőzetekre vonatkozóan. Idézzük fel gondolatmenetének fontosabb elemeit saját szavaival. „Szerencsére, van a változásoknak egy oly nagy ciklusa, mely gondos kutatásra alkalmas és számbeli kifejezést is szolgáltat; a Föld felületének a koptatása ez, mi igen lassu folyamatnak teszük ugyan, de untalan tart. [...] A kopadék és a lerakódás tömege egymásnak megfelelő; ha tehát megmérjük, hogy valami folyó mennyi anyagot visz a tengerbe, kifejezést kapunk egyrészt arra, hogy azon folyó vízkörnyékéről évenként mennyi kőzetanyag huroztatott el, és hogy azzal a mélyedményben mennyi új réteg képződött: vagyis a víz mit pusztított és mit alkotott. [...] A Föld rétegek kőzetei egészben véve, ott, a hol legjobban ki vannak fejlődve, nem kevesebb mint vagy 100,000 lábra tehetők. Ha ezen rétegek a legsebesebb módon rakódtak le, akkor keletkezésükre 73 millió év kellett; ellenben ha a leglassabb módon, akkor nem kevesebb mint 680 millió év alatt jöttek létre.” Szabó veretes mondatai meglepően reális becslést tárnak az olvasó elé, hiszen a szilárd vázzal rendelkező élőlények maradványait már tartalmazó, legidősebb rétegek kora – azaz a

fanerozoikum kezdete – mai ismereteink szerint 545 millió évre tehető.

A radioaktív izotópos kormeghatározás elvének és módszereinek kidolgozása

Bár a relatív geológiai időskála alapjait és a korbesorolás elsősorban ősmaradványokon alapuló módszereit a XIX. század végére már kidolgozták – ennek jelentősége a földtani kutatás legkülönbözőbb ágaiban mindmáig nem csökkent – a kőzetek, földtörténeti események korának években való megállapítására nem volt megbízható módszer.

Alapvetően új lehetőséget kínált a földtan számára a radioaktivitás felfedezése. A röntgensugárzás, a katódlumineszcencia jelenség felfedezése inspirálta Henri Becquerel francia fizikust a különböző urániumsókkal végzett lumineszcencia kísérleteinek folytatására. Ezek eredményeit 1896-ban a Párizsban, a Francia Tudományos Akadémián ismertette egy merőben új jelenségről számolt be: kimutatta, hogy az urániumsók és urániumtartalmú ásványok külső energia (például napfény) közlése nélkül is folyamatosan bocsátanak ki láthatatlan sugárzást. Ez a felfedezés messzeható következményekkel járt, a következő évtizedekben az atomfizika és a radiokémia kialakulását és fejlődését indította el. Az úttörők közül elég itt talán – kiemelkedő példaként – Marie Skłodowska Curie és Pierre Curie tevékenységét felidézni.

A Marie Curie által „radioaktivitás”-nak elnevezett jelenség kutatói közül elsőként Ernest Rutherford angol fizikus javasolta 1905-ben, hogy a radioaktív atommagok átalakulási sebességei kőzetek és ásványok korának meghatározására is felhasználhatók lehetnek. Azóta gyakorlatilag minden, természetben előforduló radioizotópot megvizsgáltak, vajon használhatók-e geológiai anya-

gok datálására. Ehhez az izotópok egész sorának felfedezésére, valamint a különböző kémiai elemek izotópjainak elkülönítésére alkalmas, a Joseph J. Thomson által 1914-ben leírt, ún. „pozitív sugár” berendezésre, majd a Cambridge-i Egyetem Cavendish Laboratóriumában 1919-ben Francis W. Aston által megalkotott tömegspektrométerre, illetve ennek állandó fejlesztésére volt szükség. A tömegspektrométer alkalmazása nyomán az 1950-es évektől jelentős számban készültek radioaktív kormeghatározások különböző kőzeteken, különböző módszerekkel.

Magyarországon az ötvenes évek közepétől az MTA debreceni Atommagkutató Intézetében folynak izotópgeokronológiai kutatások: jelenleg Balogh Kadosa és munkatársai elsősorban K-Ar és Ar-Ar módszerrel végeznek világszínvonalú munkát a Kárpát-medence egész területéről származó geológiai mintákon. Az MTA Földtudományi Kutatóközpont Geokémiai Kutatólaboratóriumában Dunkl István az atommaghasadvány nyom (fission track) módszerrel ért el jelentős eredményeket. Pálffy József (külföldi laboratóriumokban) cirkonkristályokon végzett U-Pb izotópgeokronológiai vizsgálataival triász és jura kronosztatigráfiai egységek kalibrálását végezte el, hogy csak egy fontosat emeljünk ki a számos, nemzetközi kooperációban hazai földtani képződményeken végzett izotópos kormeghatározások közül.

A rétegtan mai elveinek kialakulása

A második világháborút követően nem csupán a radioaktív kormeghatározás, de a klasszikus relatív geológiai kormeghatározás és ezzel szoros összhangban a rétegtan elvei és módszerei is jelentős fejlődésen mentek át. Ennek hajtómotorja a Nemzetközi Rétegtani Bizottság (ICS) 1952-ben megalakult

Osztályozási Albizottsága (ISSC) volt, élén Hollis D. Hedberg amerikai professzorral. A rétegtan alapelveit, osztályozási rendszerét és nevezéktanát huszonnégy éves egyeztető munkával sikerült kialakítani, megteremtve a szakemberek konszenzusán alapuló nemzetközi rétegtani tagolás és a geológiai időskála kidolgozásának lehetőségét. Az alapelveket az 1976-ban kiadott *Nemzetközi rétegtani irányelvekben* tették közre. Az új szemlélet lényege a kőzettani sajátosságokon alapuló litosztatigráfiai, az ősmaradványokon alapuló biosztatigráfiai és a különböző módszerekkel meghatározott geológiai időegység alatt keletkezett kőzeteket magukba foglaló kronosztatigráfiai, illetve az utóbbiak időtartamát jelentő geokronológiai egységek bevezetése volt. Fülöp József akadémikus kezdeményezésére a rétegtani irányelvek tömörített, de a lényegét tartalmazó magyar változata a nemzetközi irányelveket megelőzően, már 1975-ben megjelent.

Az 1970-es évektől az időfelosztás és az időazonosítás (krono-korrelációs) számos új módszerét dolgozták ki, és az 1980-as években egyre inkább az alkalmazható módszerek minél teljesebb körét értékelő integrált rétegtani szemlélet vált meghatározóvá. Az ISSC Amos Salvador elnöksége idején, 1994-ben, újabb rétegtani módszerekkel kibővített *Nemzetközi rétegtani irányelveket* adott közre. Jelenleg egy további bővítéseket és korszerűsítéseket tartalmazó kiadvány szerkesztése folyik, jelül annak, hogy a földtörténeti események pontosítását célzó módszertani fejlesztés ma is tart.

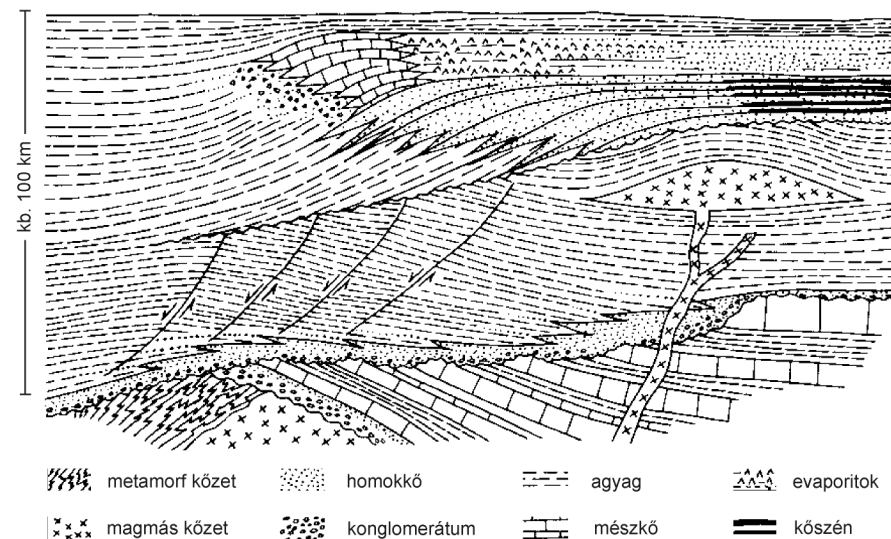
A geológiai időmeghatározás mai szemlélete és módszerei

A földtan ma igen sok módszert igyekszik párhuzamosan alkalmazni a földtörténeti

események, jelenségek, folyamatok időbeli elhelyezésének érdekében. A módszerek megválasztása a vizsgálandó kőzetek sajátosságaitól és az adott probléma, feladat jellegétől egyaránt függhet. Természetesen fontos lehet a kőzetek keletkezési korának években való megadása. Gyakran igen hosszú ideig tartó keletkezési folyamatról van szó, ilyenkor a folyamat időbeli lejátszódása, egyes részfolyamatok sebességének meghatározása a feladat. Számos esetben a kőzettestek keletkezésének egymáshoz viszonyított ideje, az egyidejű (izokron) szintek megállapítása a legfontosabb. Olyan módszereink is vannak, melyek – bár a keletkezés idejének megállapítását nem teszik lehetővé – bizonyos kőzetekben egészen finom, éves, évszakos vagy akár félnapos időtagolásra alkalmasak, megadva például az üledéklerakódás sebességét

vagy a periodikusan ismétlődő környezeti változások ütemét. Tekintsük át néhány fontos módszer elvi alapjait, természetesen a teljesség igénye nélkül!

A *litosztatigráfia* a kőzetfajták és azok jellegi alapján tagolja, sorolja egységekbe a Föld szilárd kérgét (valójában csak a földkéreg felső részét) alkotó kőzeteket. A litosztatigráfiai egységek (formációk) háromdimenziós alakulatok és egyúttal a földkéreg építőelemei. A geológiai térképek, illetve térmodellek e kőzettestek síkbeli, illetve térbeli megjelenítését mutatják be. A litosztatigráfiai egységek egymáshoz viszonyított térbeli helyzete ad információt képződésük sorrendjéről. A már említett Steno-féle szuperpozíciós szabály egyike az ilyen relációs értelmezési lehetőségeknek. További összefüggéseket illusztrál a 2. ábra. Az ábra alsó részén üledék-



2. ábra • A litosztatigráfiai egységek kapcsolata. A rétegsorokban az idősebb egységek általában mélyebben, a fiatalabbak felettük helyezkednek el. Az egyidősek a kőzettani jelleg fokozatos változásával oldalirányban átmennek egymásba, vagy összefogazódnak. A rétegsor lehet folyamatos, vagy eróziós határral megszakított. A rétegsorba nyomuló magmás kőzettest fiatalabb, mint az amelybe benyomult.

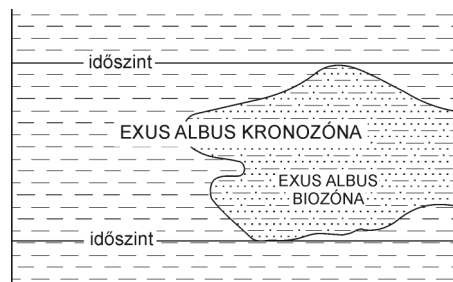
kes rétegsorba nyomult magmás test látható. A magmás test nyilván fiatalabb, mint a befoglaló kőzettest. Az ábra felső részén rétegsorok összefogazódására látunk példát. Az összefogazódó rétegsorok közel egy időben keletkeztek.

A *biosztratigráfia* a rétegeket ősmaradványtartalmuk alapján különíti el és sorolja egységekbe. Bár „hatásköre” tulajdonképpen az üledékes kőzetekre korlátozódik, a biosztratigráfia mégis több, mint pusztán a sztratigráfia egyik ága. A bevezető részben láthattuk, hogy William Smith, Georges Cuvier és a rétegtan más alapító atyái az ősmaradványok felhasználásával tették meg úttörő lépéseiket. Ez nem volt véletlen, hiszen – amint ma már tudjuk – a bioszféra fejlődése folytonos és szakaszos, de mindenképpen egyirányú folyamat, melynek dokumentumai, az ősmaradványok nemcsak rétegonosításra használhatók, hanem a földtörténeti idő meghatározásához közvetlen információkat is hordoznak. A biosztratigráfia legfontosabb kategóriája a *biozóna*, ami *szintjelző ősmaradványok* alapján mutatható ki és párhuzamosítható a Föld különböző pontjain.

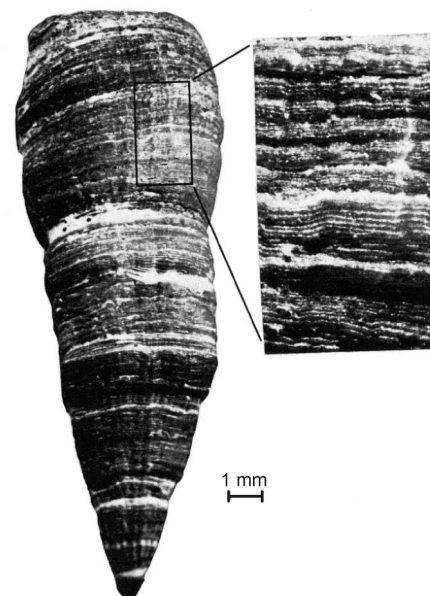
Egy fosszilis faj egyedei akkor használhatók jó szintjelzőként – vagy régiesen: vezérkövültként – ha a faj viszonylag rövid élettartamú, és nagy földrajzi elterjedésű volt, megjelenése és eltűnése a teljes elterjedési területen azonos időpontban történt, valamint, ha maradványai gyakoriak, és sokféle környezetben előfordulhatnak. Ez a számos feltétel rendkívül ritkán teljesül egyszerre. A gyakorlatban meg kell elégednünk azzal, ha a biozóna jellemző ősmaradványának elterjedése egy szűkebb területen belül jól dokumentálható. Az egymással korrelált biozónák mozaikjából épül fel a biosztratigráfia rendszere. Egy-egy biozónának megfelelő rövid

időtartamú (általában kevesebb mint egymillió év) kronosztratigráfiai egység a kronozóna; viszonyukat a 3. ábra mutatja.

Az ősmaradványokon alapuló közvetlen és független földtörténeti időmérést *biokronometriának* nevezzük. Közismert a fatörzsek évgyűrűinek megszámlálására alapított dendrokronometria jelentősége a legutóbbi néhány ezer év történetének datálásában. Meglepő adatokat szolgáltatnak közel 400 millió éves (devon időszak) korallok a földi nap hosszának lassú növekedésére (Géczy, 1979). A 4. ábrán látható korall több centiméteres, tülökalkú kelyhének külsején sűrű növekedési ráncok láthatók, melyek naponkénti növekedési ritmust tükröznek. Láthatók azonban ritkábban jelentkező, gyűrűszerű kiemelkedések is, melyek évenkénti periódusokba rendeződnek. Két vastagabb gyűrű között négyszáz finom növedékvonal olvasható meg, minden példányon, következetesen. Ez azt jelenti, hogy a devon időszakban egy év négyszáz nappól állt. Hasonló megfigyelések szerint a karbon időszi (300 millió éves) korallok számára 390 napig tartott egy év. Mindez arra utal, hogy a Föld tengely körüli forgásának sebessége a földtörté-



3. ábra • A biozóna térbeli kiterjedését egyes meghatározott ősmaradványok konkrét előfordulása határozza meg. A kronozóna az az időtartam, amelyet ezen ősmaradványoknak első és utolsó megjelenése képvisel.



4. ábra • Devon korall. A kép jobb oldalán az egy év alatt keletkezett napi növekedési sávok láthatók.

net során fokozatosan csökkent, elsősorban a dagály–apály jelenség okozta súrlódás miatt. A *magnetosztratigráfia* a kőzetek mágneses ásványaiban rögzült, a Föld egykori mágneses mezejére vonatkozó információk értékelésén alapul. Az 1960-as években a kőzeteken mérhető mágneses irányok meghatározása alapján arra a következtetésre jutottak, hogy a földtörténet során a mágneses pólusok gyakran felcserélődtek, azaz mágneses térfordulás következett be. A további vizsgálatok azt is kiderítették, hogy a pólusátfordulások geológiai értelemben igen rövid idő alatt mentek végbe. A magnetosztratigráfia segítségével az egész Földre érvényes időintervallumok, illetve határszintek határozhatók meg. Ezek az elmúlt évtizedekben az időkorreláció rendkívül fontos eszközeivé váltak. Különösen a földtörténet fiatalabb

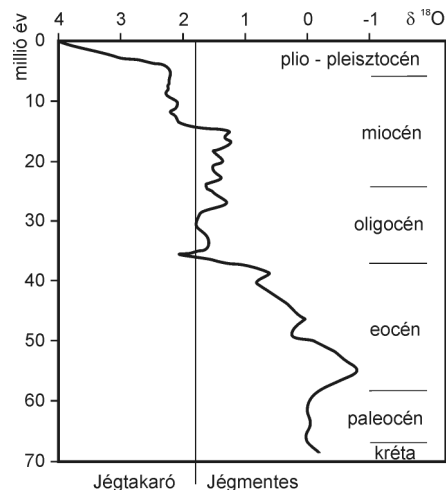
(kainozoós) szakaszaira lehetett igen pontos magnetosztratigráfiai skálát kidolgozni, egyrészt azért, mert ezt az intervallumot gyakori pólusátfordulások jellemzik, másrészt ez esetben a mai óceánok fenekét alkotó, az óceánközépi hátságok mentén feltörő és szétterülő bazalt mágneses irányai és radiometrikus koradatai, valamint a bazaltra települő üledékek biosztratigráfiai és kemosztratigráfiai adatai is rendelkezésre állnak.

A rétegsort regionális üledékhézagokkal tagoló *szekvenciasztratigráfia* az 1970-es években született, elsősorban a mesterségesen keltett földrengéshullámok értékelésén alapuló geofizikai mérések (szeizmikus szelvények) értelmezésének fejlesztése érdekében. Elveinek és módszereinek kidolgozásában az Exxon óriásvállalat Peter Vail által vezetett kutatócsoportjának volt meghatározó szerepe. A szekvenciák létrejöttét relatív vízszintváltozásra vezették vissza, ami az aljzat vertikális (süllyedő – emelkedő) mozgásának és a világtengerek milliós éves nagyságrendű vízszintváltozásának az eredője. A tengerszintváltozási görbe megszerkesztésére, pontosítására és a biosztratigráfiai tagolással való összehasonlítására igen jelentős szellemi és anyagi erőfeszítéseket tettek az elmúlt évtizedekben. A milliós éves nagyságrendű (harmadrendű) tengerszintváltozások oka azonban ma is vitatott, így a szekvenciákon alapuló globális korreláció elvi alapjai sem letisztultak még. A módszer ugyanakkor kiválóan használható a gyakorlatban egyes medencék, régiók rétegsorainak időazonosításánál.

Mai ismereteink alapján is kielégítően magyarázható viszont a 10 ezer–100 ezer éves nagyságrendű üledékciklusok kialakulása, amire a *ciklussztratigráfia* épül. Ciklusos üledékképződésről akkor beszélünk, ha az egymást követő rétegek sorozatában szabálysze-

rú ismétlődés van. Milutin Milanković szerb mérnök, csillagász és matematikus az 1920-as években olyan elméletet dolgozott ki, amely a jégkorszakok kialakulását, az eljegesedési és a felmelegedési szakaszok váltakozását a Föld keringési pályaelemeinek módosulása miatt bekövetkezett besugárzás-változásokra vezette vissza. A 100 és 410 ezer éves periodicitású excentricitással, a ferdeség kismértékű változásának 41 ezer éves periódusával és a 21,7 ezer év átlagos periodicitású precessziójával számolt. Később nem csupán jégkorszaki, hanem különböző korú és különböző környezeti egységekben keletkezett ciklusos rétegsorokról kimutatták, hogy a ciklusok időtartama az említett periodicitásokat mutatja. A pályaelemek periodikus változása (az ún. Milanković-ciklicitás) bonyolult áttételeken keresztül hagy nyomot az üledékes rétegsorokban. A pályaelemek módosulása a besugárzás szeszonalitását befolyásolja, amit az óceáni és a légköri áramlási rendszer módosulása felerősíthet. A klíma kapcsolata az orbitális ciklusokkal tehát nyilvánvaló. Számos bizonyíték van a Milanković-ciklusok frekvenciatartományába eső tengerszint-változásokra is, melyek áttételesen ugyancsak a klímaváltozásokhoz köthetők, hiszen elsősorban a sarki jégsapkák térfogatváltozására vezethetők vissza.

Az utóbbi évtizedben igen gyorsan fejlődő *kemosztratigráfia* az óceánvíz kémiai (elem- és izotóp-) összetételének időbeli változásain alapul. A jelenleg alkalmazott módszerek elsősorban az izotóparányok változására épülnek, és az ősmaradványok vázainak vizsgálatán alapulnak. Az 5. ábra az Atlanti-óceán üledéksorában felhalmozódott egysejtű plankton állatok – Foraminiferák – mészvázában mutatja az oxigénizotóp-arány változását a kainozoikum folyamán (Raymo –



5. ábra • Az Atlanti-óceán üledékéből származó egysejtű állatok (Foraminiferák) mészvázának oxigénizotóp-összetétel változásai a kainozoikum idején (Raymo és Ruddiman, 1992 nyomán)

Ruddiman, 1992). A változások elsősorban a víz hőmérsékletének ingadozását tükrözik, ami globális klímaváltozásokra vezethető vissza. Ez ad lehetőséget arra, hogy pontosabban nem ismert korú rétegsorokat az oxigénizotóp-arányok alapján korreláljunk. Ily módon esetenként a Milanković-ciklicitás is jól kimutatható, ami igen nagy felbontású tagolást jelent.

Radioaktív izotópos kormeghatározás

A radioaktív izotópos kormeghatározás lényege az a felismerés, mely szerint a radioaktív bomlás sebessége egyedül az adott radioaktív atommag stabilitásától függ. A bomlás sebességét külső tényezők (például: a hőmérséklet, nyomás stb.) nem befolyásolják. Emiatt – elsősorban a geológiai alkalmazások korai szakaszában – a radioaktív izotópos kort gyakran „abszolút kornak” nevezték,

amely azonban meglehetősen félrevezető kifejezés. A radioaktív izotópos kor ugyanis azt az időt adja meg, amely a vizsgált ásványnak, kőzetnek szilárd fázisban történő kiválása, ki- vagy átkristályosodása óta eltelt.

A radioaktív izotópos kormeghatározás alapfeltételei a következők:

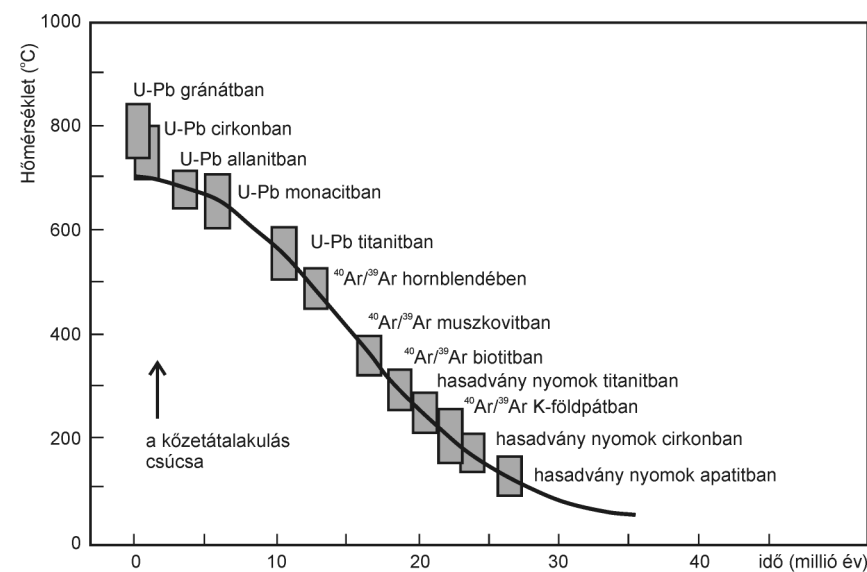
- a vizsgált ásványban a „szülő” (radioaktív, elbomló) izotóp és a bomlás eredményeként keletkezett „leány” izotóp koncentrációiban az ásvány kiválása után végbement változások kizárólag csak a radioaktív bomlás eredményei legyenek (az ásvány kiválásakor csak „szülő” izotóp legyen jelen).
- az adott izotóprendszer szempontjából a vizsgált ásvány vagy kőzet keletkezésétől a jelenig zárt rendszerként viselkedjék.

Nyilvánvaló, hogy ezek a feltételek a természetben zavartalanul szinte soha, vagy csak nagyon ritkán teljesülhetnek. Ezért a radioaktív izotópos kormeghatározás eredményeinek értelmezése rendkívül összetett feladat,

amely a fizikus geokronológus, a földtan különböző szakterületeit művelő petrográfus, mineralógus, sztratigráfus szakemberek együttműködésével lehet csak sikeres.

E tekintetben alapvető jelentőségű a geológiai objektumok vizsgált izotóprendszerre vonatkozó ún. záródási vagy blokkolási hőmérséklet értékeinek meghatározása, amely Marton H. Dodson (1973) nevéhez fűződik. Dodson a záródási hőmérséklet elmélet elegáns matematikai megfogalmazását adta. Egy geológiai anyag (például ásvány) záródási hőmérsékletét a dT/dt lehülési sebesség; a kémiai diffúzió aktivációs energiája és a kristályon belüli diffúziós domének mérete határozza meg.

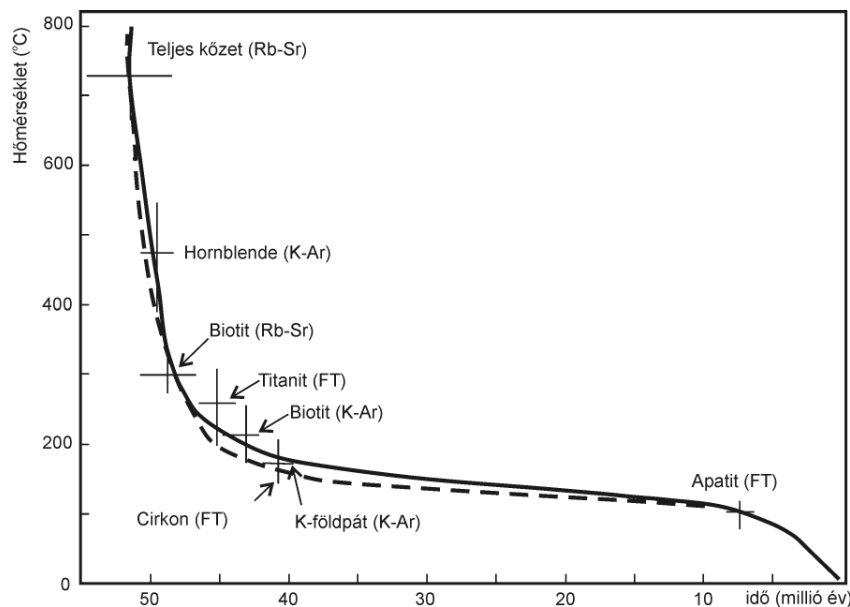
A 6. ábrán a kormeghatározásoknál gyakran alkalmazott izotóprendszerek különböző ásványokban meghatározott záródási hőmérsékletei (pontosabban: hőmérséklet intervallumai) láthatók, viszonylag kis lehülési sebességgel feltételezve.



6. ábra • Metamorf kőzetek ásványainak különböző izotóprendszerekre vonatkoztatott, ún. záródási hőmérsékletei, Frank Spear (1993) nyomán

A fentiek ismeretében tekintsük át röviden, mire is használhatók az izotópgeokronológiai módszerek a kőzetek három nagy csoportjában!

Az *üledékes kőzetek* esetében a radiometrikus kormeghatározás, illetve a mérési eredmények értékelése komoly nehézségekbe ütközik. Az üledékes kőzetek jelentős része ugyanis nem tartalmaz radioaktív kormeghatározásra alkalmas ásványt. Kedvező esetben a kőzetben található egyes – az üledékképződés során keletkező vagy az üledék felhalmozódással egyidejű vulkáni tevékenység során az üledékbe jutó – ásványok kora meghatározhatja az üledékképződés, illetve a kőzetté válás korát (kor-intervallumát). Más ásványok a lehordási (lepusztulási) területet alkotó földtani képződmények korának meghatározására alkalmasak.



7. ábra • Egy gránit pluton lehüléstörténete különböző ásványainak radioaktív izotóprendszerei alapján számított koradatok és az adott rendszerek záródási hőmérsékletei alapján (Spear, 1993 nyomán, egyszerűsítve) • Szaggatott vonal: a pluton geotermikus modellezésével számított lehülési görbéje, FT = „fission track” (atommaghasadvány-nyom) módszer.

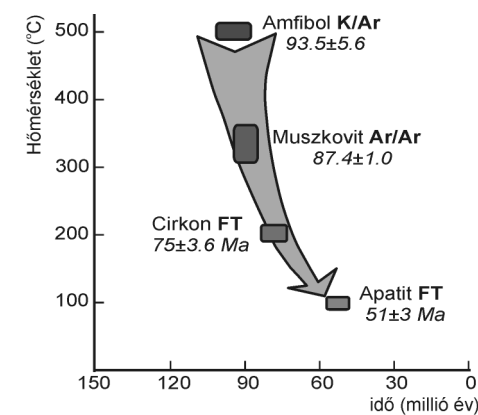
Magmás kőzeteknél az izotópos korok értelmezése a magmatitok képződési körülményeitől, elsősorban a lehülési sebességtől függ. A gyors lehülésű vulkáni kőzeteknél az izotópos korok gyakorlatilag a magmás működés korával egyeznek meg. Lassú lehülésű plutoni (intruzív) kőzeteknél a magmás működés tényleges koránál fiatalabb, ún. lehülési korokat kaphatjuk meg. (Lehülési kor alatt azt az időpontot értjük, amely időpontban a vizsgált kőzet vagy ásványa az adott izotóprendszer szempontjából zárttá vált.) A 7. ábra egy granitoid pluton különböző ásványok/izotóprendszerek segítségével meghatározott lehüléstörténetét mutatja be, a pluton geotermikus modellezésével kapott lehülési görbével együtt (Spear, 1993).

Metamorf kőzetek esetében a különböző záródási hőmérsékletű ásványok/izotóprend-

szerek tanulmányozásával lehetőség nyílik a metamorf események ismétlődésének (poli-metamorfózis) kimutatására és a metamorf összetek lehüléstörténetének rekonstrukciójára is. Ennek illusztrálására a 8. ábrán egy hazai példát mutatunk be. A Vepori nagyszerkezeti egység Észak-Magyarországra átnyúló aljzatában Koroknai Balázs és munkatársai (2001) alpi (kréta) korú, amfibolit fáciesű regionális metamorfózist mutattak ki. Az idő–hőmérséklet diagramról leolvasható, hogy a metamorfizált összetek kiemelkedése során 500 °C-ról mintegy 40 millió év alatt hűlt le kb. 100 °C-ra.

Geokronológia, geológiai időskála

Napjaink földtudománya a fentiekben tárgyalt, valamint számos itt nem említett geológiai időmeghatározási, időtagolási módszert együttesen igyekszik felhasználni a földtörténet, azaz a földtani folyamatok időbeli lefolyásának kiderítésére. Ezt a sokoldalú megközelítést nevezik integrált rétegtannak. A rétegtani vizsgálatok eredményeként a kőzettesteket geológiai koruk szerint kronosztratiográfiai egységekbe sorolják. Ezeknek az egységeknek a határa elvileg egyidejű (izokrón), bár a gyakorlatban, korrelációs módszerekkel az egyidejűséget csak megközelíteni lehet. A kronosztratiográfiai egységek tehát izokrón felületekkel lehatárolt kőzettestek. Ezek időtartamát fejezik ki a geokronológiai egységek, melyek hierarchikus rendszere alkotja a globális geokronológiai skálát, amit geológiai időskálának is neveznek. Említetjük, hogy a geológiai időskála alapjait a XIX. század első felében fektették le. Azóta a kutatók folyamatosan dolgoznak a skála tökéletesítésén, az egységek határainak definiálásán és koruk minél pontosabb meghatározásán. Ez nem könnyű feladat, és csak nemzetközi



8. ábra • A Vepori nagyszerkezeti egység déli részén feltárt metamorf összetek alpi lehüléstörténete Koroknai Balázs és munkatársai (2001) nyomán • FT = „fission track” (atommaghasadvány-nyom) módszer.

erőfeszítéssel, megegyezéssel oldható meg. A földtörténet fő fejezeteinek, magasabb rangú egységeinek határát igyekeztek az élővilág jelentős változásainál megvonni. Ezek többsége drasztikus változásokhoz, globális természeti katasztrófákhoz köthető. Ilyen esetben természetes határról beszélhetünk, ennek megkeresése, pontos meghatározása a feladat. Más esetekben azonban – ez a helyzet a részletesebb tagolást adó, rövidebb időtartamot átfogó egységek (emeletek, illetve korszakok) nagy részének esetében – nem történt a Föld egészére kiható lényeges változás, ezért nincs természetes határ, azt valamilyen módon ki kell jelölni. Átgondolt mérlegelés, hosszú egyeztetési folyamat eredményeként jelölik ki a határokat. A globális geológiai skála minden egységének alsó határát egy konkrét helyen, egyetlen pontban jelölik ki. Ezt határ-sztratotípusnak, illetve határpontnak nevezik. A kijelölést a Nemzetközi Rétegtani Bizottságnak kell jóváhagynia. Csak ezután kerülhet sor a határt jelölő „aranyzóg”

beverésére. A határok definiálásának befejezését a Nemzetközi Rétegtani Bizottság – meglehetősen optimizmussal – 2008-ra tervezi. A határok pontos kijelölése előfeltétele annak, hogy években kifejezett korukat viszonylag

pontosan meg tudjuk határozni, de ennek más nehézségei is vannak.

Ma már a kréta időszak középső részéig, hozzávetőlegesen 100 millió évig a geológiai időskála években meghatározott kora vi-

millió év	idő	időszak	kor	korszak	hiba (+) M év
65	Kz	kréta	késő	dániai	2 4 65.0±1
70				maastrichti	
80				campaniai	
				santoni	
				coniaci	
90			turon		
			cenoman		
100			kora	albai	
110				apti	
120				barremi	
130	hauterivi				
140	valangini				
150	jura	késő	tithon		
			kimmeridgei		
160		középső	oxfordi		
			callovi		
			bath		
			bajoci		
180		kora	aaleni		
			toarci		
			pliensbachi		
			sinemuri		
200	triász	késő	hettangi		
			rhaeti		
			nori		
220		középső	karni		
			ladin		
			anisusi		
240	kora	olenyoki			
		indusi			
250	Pz	perm		atár	248,2±4,8

9. ábra • A mezozoikum geológiai időskálája. Az ábra jobb oldalán lévő görbe a rétegtani egységek években kifejezett korának hibatarományát mutatja.

szonylag pontos, a határok korát legfeljebb néhány 100 ezer éves hiba terheli. Eddig ugyanis támaszkodhatunk a mai óceánok aljzatán végzett mágneses mérések adataira, kiváló magnetosztatigráfiai skálával, biosztatigráfiai rendszerrel és nagyszámú radioaktív koradattal rendelkezünk. A fanerozoikum korábbi szakaszait illetően már sokkal kevesebb a közvetlen adat, és a hibahatár emiatt négy-ötmillió évre nő (Gradstein et al., 1994, 9. ábra). A fanerozoikumnál korábbi, azaz 545 millió év előtti földtörténeti szakaszra nézve még sokkal nagyobb a bizonytalanság, hiszen itt már biosztatigráfiai rendszert sem használhatunk. A geológiai kormeghatározáshoz a litosztatigráfiai egységek kapcsolatai és a radiometrikus adatok adhatnak támpontot. Kétségtelen tehát, hogy a geológiai idő meghatározása, a földtörténeti folyamatok időbeli elhelyezése során, ma még számos megoldatlan kérdéssel kell szembesülnünk, és az években kifejezett koradatok hibahatára is jelentősen szűkíthető.

A geológiai időmeghatározás módszereinek kidolgozása, rendszerének felépítése és

az időskála megalkotása a földtudomány kiemelkedő teljesítménye, amely több mint kétszáz év kutatásainak, kutatók ezreinek eredményeire épül. A skála alapját egymáshoz kapcsolódó, de független elvi alapokon álló ismeretek hálózata képezi. Az ismeretek természetesen állandóan bővülnek, a skála egyes elemei módosulhatnak, a határok kora pontosabbá válik. Azt mondhatjuk tehát, hogy – legalábbis a földtörténet utolsó mintegy félmillió éves szakaszára nézve – már ma is jól használható, tudományosan sokoldalúan megalapozott időskálával rendelkezünk az élettelen természet és az élővilág változásainak időbeli elemzéséhez. Az időmeghatározás módszereinek és magának az időskálának a fejlesztése azonban ma is a földtudomány egyik legfontosabb feladata.

Kulcsszavak: *geológiai időskála, radioaktív izotópos kormeghatározás, litosztatigráfia, biosztatigráfia, kronosztatigráfia, magnetosztatigráfia, ciklussztatigráfia, szekvensciostatigráfia, kemosztatigráfia, geológiai-történet*

IRODALOM

- Dodson, Martin H. (1973): Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **40**, 259–274.
- Fülöp József – Császár G. – Haas J. – J. Edélnyi E. (1975): *A rétegtani osztályozás, nevezéktan és gyakorlati alkalmazásuk irányelvei*. Magyar Rétegtani Bizottság, Budapest
- Géczy Barnabás (1979): *Az eltűnt élet nyomában*. Gondolat. Budapest
- Gradstein, Felix M. – Agterberg F. P. – Ogg J. G. – Hardenbol J. – van Veen P. – Thierry J. – Huang Z. (1994): A Mesozoic Time Scale. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 24051–24074.
- Hedberg, Hollis D. (1976): *International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure*. John Wiley & sons, NY.

- Koroknai Balázs – Horváth P. – Balogh K. – Dunkl I. (2001): Alpine Metamorphic Evolution and Cooling History of the Veporic Basement in Northern Hungary: New Petrological and Geochronological Constraints. *International Journal of Earth Sciences*, **90**, 740–751.
- Raymo, Maureen E. – Ruddiman, William F. (1992): Tectonic Forcing of Late Cenozoic Climate. *Nature*, **359**, 117–122.
- Spear, Frank S. (1993): *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America. Monograph, 799, Washington, D. C.
- Salvador, Amos (1994): *International Stratigraphic Guide*. IUGS – Geological Society of America
- Szabó József (1893): *Előadások a geológia köréből*. Természettudományi Társulat, Budapest